

УДК [553.98.041: 550.834.52.05]:(235.223)

ПРИРОДА ЦИРКОНА В ГАББРО ВОЛКОВСКОГО МАССИВА (СРЕДНИЙ УРАЛ): ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

© 2017 г. Е. В. Аникина, А. А. Краснобаев, Е. В. Пушкарев, И. А. Русин

Институт геологии и геохимии, УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mail: elena.anikina@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 14.09.2016 г.; принята к печати 11.05.2017 г.

В статье приводятся новые изотопно-геохимические данные по циркону из габброноритов Волковского массива на Среднем Урале. Массив представляет собой сложное сочетание различных породных ассоциаций – от ультрабазитов до сиенитов и кварцевых диоритов, геологические и геохронологические соотношения которых до настоящего времени остаются не вполне определенными. Наибольшее распространение в массиве имеют габбронориты, слагающие три блока – Центральный, Западный и Южный. С данным массивом связаны: 1) промышленное месторождение медь-железо-ванадиевых руд и 2) золото-палладиевое оруденение малосульфидного типа. Габбронориты, слагающие периферические части габбровых блоков и образующие в ряде случаев дайки среди оливиновых габбро, имеют двойственные взаимоотношения с оруденением. Они являются рудовмещающими для медь-железо-ванадиевого типа и пострудными по отношению к золото-палладиевому оруденению, локализованному в ультрабазитах и оливиновых габбро Южного блока. На основании комплексного исследования циркона (морфологии, внутреннего строения, U-Pb возраста, силикатных включений) установлено, что в габброноритах Волковского массива циркон с возрастом 427.5 ± 5.3 и 428 ± 7 млн лет, извлеченный из двух различных проб, содержит один и тот же набор полиминеральных включений, чуждый вмещающим породам. Состав включений (плаггиоклаз (An_{21}), биотит ($f = 0.49-0.56$), кварц и апатит) отвечает гнейсу или плаггиограниту. Сам же циркон по морфологии, внутреннему строению и возрастным характеристикам близок циркону из метаморфических пород динамотермального ореола габбро-ультрабазитовых тел. Это позволяет предположить, что циркон в габброноритах Волковского массива мог быть заимствован из окружающих метаморфических пород, и, следовательно, внедрение габброноритов происходило тогда, когда высокотемпературные метаморфические породы динамотермального ореола уже существовали и, возможно, претерпели анатексис и диафорез амфиболитовой фации. Возраст циркона (~427 млн лет) ограничивает нижнюю временную границу образования габброноритов, секущих оливиновое габбро Волковского массива, и может быть близок ко времени формирования медь-железо-ванадиевого и золото-палладиевого типов оруденения, контролируемых реакционными процессами между габброноритами и оливиновыми габбро.

Ключевые слова: циркон, U-Pb возраст, состав включений, габбро, Платиноносный пояс Урала, Волковский массив, Средний Урал

THE NATURE OF ZIRCON IN THE VOLKOVSKY MASSIF GABBRO (MIDDLE URALS): THE AGE PROBLEM AND GEOCHRONOLOGICAL CONSEQUENCES

Elena V. Anikina, Artur A. Krasnobayev, Evgenii V. Pushkarev, Igor' A. Rusin

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016,
Russia, e-mail: elena.anikina@igg.uran.ru

Received 14.09.2016; accepted 11.05.2017

The article presents new isotope-geochemical data on zircon from gabbronorites of the Volkovsky massif in the Middle Urals. The massif is a complex combination of different rock associations – from ultramafic rocks to syenites and quartz diorites, whose geological and geochronological ratios are not well-defined yet. The most widespread in the massif are gabbroids, which form three blocks – the Central, Western and Southern ones. This massif is associated with: 1) industrial deposit of copper-iron-vanadium ores and 2) gold-palladium mineralization of low sulfide type. Gabbronorites, which form peripheral parts of the gabbro blocks and in some cases form dykes among olivine gabbro, have a dual relationship with mineralization. They are host for copper-iron-vanadium type and postmineral concerning the gold-palladium mineralization localized in ultramafic rocks and olivine gabbro of the Southern block. The comprehensive study of zircon (its morphology, internal structure, U-Pb age, and silicate inclusions) has shown that in gabbronorites of the Volkovsky massif, zircon aged 427.5 ± 5.3 Ma and 428 ± 7 Ma, extracted from two different samples, contains the same set of polymineral inclusions, alien to

Для цитирования: Аникина Е.В., Краснобаев А.А., Пушкарев Е.В., Русин И.А. (2017) Природа циркона в габбро Волковского массива (Средний Урал): проблема возраста и геохронологические следствия. *Литосфера*, 17(4), 84-96. DOI: 10.24930/1681-9004-2017-4-084-096

For citation: Anikina E.V., Krasnobayev A.A., Pushkarev E.V., Rusin I.A. (2017) The nature of zircon in the Volkovsky massif gabbro (Middle Urals): the age problem and geochronological consequences. *Litosfera*, 17(4), 84-96. DOI: 10.24930/1681-9004-2017-4-084-096

the hosting rocks. The composition of inclusions (plagioclase (An_{21}), biotite ($f = 0.49-0.56$), quartz and apatite) corresponds to gneiss or plagiogranite. However, the zircon, according to its morphology, internal structure and age characteristics is similar to that from metamorphic rocks of the dynamothermal halo of gabbro-ultramafic bodies. This suggests that the zircon in gabbro-norites of the Volkovsky massif could be borrowed from the surrounding metamorphic rocks, and therefore, the gabbro-norite intrusion occurred when high-temperature metamorphic rocks of the dynamothermal halo had already existed and might have undergone anatexis and retrogressive metamorphism of amphibolite facies. The zircon age (≈ 427 Ma) limits the lower time limit of the formation of gabbro-norite intersecting olivine gabbro of the Volkovsky massif, and may be close to the time of the formation of copper-iron-vanadium and gold-palladium mineralization type controlled by the reaction processes between gabbro-norites and olivine gabbro.

Keywords: zircon, U-Pb age, composition of inclusions, gabbro, the Ural Platinum Belt, the Volkovsky massif, Middle Urals

Acknowledgements

The work was performed with financial support of Ural branch of RAS (project No. 15-18-5-34) and RFBR (grant No. 16-05-00967-and, 16-05-00508).

ВВЕДЕНИЕ

Волковский массив, расположенный на продолжении крупного габбрового Тагило-Баранчинского массива в составе Платиноносного пояса Урала, известен благодаря локализованному в нем одноименному промышленному месторождению медь-железо-ванадиевых руд и золото-палладиевому оруденению [Кашин и др., 1948; Николайченков, 1977; Мурзин и др., 1988; Золоев и др., 2001; Полтавец и др., 2006]. Массив представляет собой сложное сочетание различных породных ассоциаций – от ультрабазитов до сиенитов и кварцевых диоритов, геологические и геохронологические соотношения которых до настоящего времени остаются не вполне определенными. Полученные в последние годы результаты локального U-Pb изотопного датирования циркона из оливиновых габбро [Краснобаев и др., 2007; Ферштатер, 2013; Аникина и др., 2014;] не привели к однозначному заключению о возрасте этих пород, поскольку здесь установлено несколько возрастных групп циркона, природа которых достоверно не определена.

Габбро-нориты, слагающие периферические части габбровых блоков и образующие в ряде случаев дайки среди оливиновых габбро, имеют двойственные взаимоотношения с оруденением. Они являются рудовмещающими для медь-железо-ванадиевого типа и отчетливо пострудными по отношению к золото-палладиевому оруденению, локализованному в ультрабазитах и оливиновых габбро Южного блока. Возраст последних был определен как раннесилурийский Sm-Nd методом (436 ± 21 млн лет) и U-Pb по циркону (428 ± 7 млн лет) [Аникина и др., 2014]. В данной статье приводятся результаты U-Pb датирования по циркону из габбро-норита Центрального блока, сопоставляется состав минеральных включений в цирконе из габбро-норитов обоих блоков, обсуждается вероятная природа циркона и геохронологические следствия.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОЛКОВСКОГО МАССИВА И СОСТАВ ГАББРОНОРИТОВ

Волковский габбровый массив располагается в зоне сочленения Платиноносного пояса Урала с примыкающими к нему с востока силурийско-девонскими вулканогенными комплексами Тагильской островодужной зоны (рис. 1). Вмещающими породами на западе служат аповулканогенные сланцы, амфиболиты и диафорированные роговики (кытлымиты) мариинской свиты позднего ордовика.

Внутреннее строение массива сложное. Согласно легенде Государственной геологической карты м-ба 1 : 200 000 габбро и ультрабазиты массива отнесены к самостоятельному Волковскому комплексу (S_2V). По периферии они окружены монцогаббро и сиенитами Кушвинского комплекса (S_2-D,tk), а в центре прорываются диоритами и кварцевыми диоритами Верхнетагильского комплекса (S_2vt). Представления, в которых габбро слагают дифференцированную интрузию, а диориты и сиениты относятся к поздним интрузивным фазам, можно найти в многочисленных опубликованных работах [Кашин, 1948; Воробьева и др., 1962; Штейнберг, Еремина, 1963; Маегов, 1999; Полтавец и др., 2006; и др.]. Эти представления иллюстрирует рис. 2, на котором точки состава сиенитов, диоритов и монцогаббро образуют поля, обособленные от точек состава габброидов.

Наибольшее распространение в массиве имеют габброиды, слагающие три блока – Центральный, Западный и Южный. В каждом из этих блоков, по данным геологосъемочных работ, отмечаются элементы концентрической структуры, выраженные в закономерной ориентировке гнейсовидности и полосчатости с падением к центру каждого блока (см. рис. 1).

Промышленное медь-железо-ванадиевое Волковское месторождение приурочено к габброидам Центрального блока. Малосульфидное золото-палладиевое оруденение установлено в габбро-

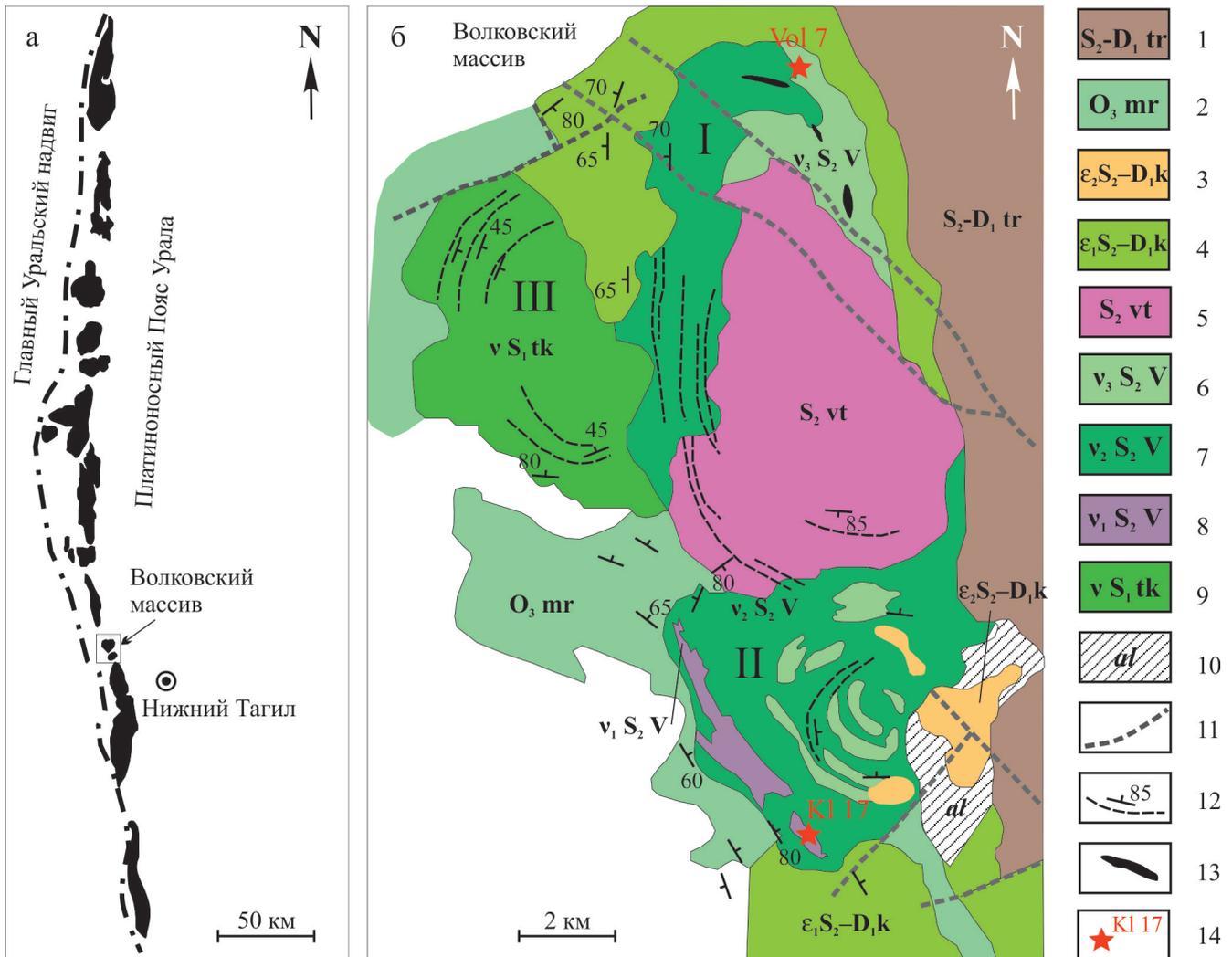


Рис. 1. а. Положение Волковского массива в Платиноносном поясе Урала. б. Схема геологического строения Волковского массива с использованием материалов В.А. Артамоновой, Е.И. Клевцова (1953–1962 гг.) и Государственной геологической съемки масштаба 1 : 200 000, Лист 40-XXVIII (1999).

1 – Туринская свита ($S_2-D_1 tr$), трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, туфы, известняки; 2 – Мариинская свита ($O_3 mr$), метаморфизованные базальты с прослоями гиалокластитов и туфопесчаников; амфиболиты, роговики и кытлымиты по нерасчлененным базальтам и субвулканитам; 3–4 – Кушвинский комплекс габбро-сиенитовый: 3 – сиениты, сиенит-порфиры ($v_2 S_2-D_1 k$); 4 – габбро субщелочные, монцогаббро ($v_1 S_2-D_1 k$); 5 – Верхнетагильский комплекс габбро-диоритовый – кварцевые диориты, диориты, габбро-диориты ($S_2 vt$); 6–8 – Волковский комплекс клинопироксенит-габбровый: 6 – амфибол-пироксеновые габбро лабрадоровые ($v_3 S_2 V$), 7 – оливиновые и пироксеновые габбро битовнитовые ($v_2 S_2 V$), 8 – клинопироксениты ($v_1 S_2 V$); 9 – Тагило-Кытлымский комплекс габброидный: – габбронориты, амфиболовые габбро ($v S_1 tk$); 10 – эпидот-альбитовые метасоматиты по породам основного состава; 11 – тектонические нарушения; 12 – плоскостная ориентировка минералов и полосчатость; 13 – медь-железо-ванадиевые руды; 14 – места отбора проб для изучения циркона. Габбровые блоки: I – Центральный; II – Южный; III – Западный.

Fig. 1. a. The position of the Volkovskii massif in the Platinum belt of the Urals. б. Scheme of the geological structure of the Volkovskii massif with the use of V.A. Artamonova and E.I. Klevtsov (1953–1962) materials and the State geological survey, scale 1 : 200 000, Sheet 40-XXVIII (1999).

1 – Turin Formation ($S_2-D_1 tr$), trachybasalts, trachyandesites, trachytes, tuffs, limestones; 2 – Mariinsk Formation ($O_3 mr$), metamorphosed basalts with interbeds of hyaloclastites and tuffstone; amphibolites, hornfels and kytlymate on undifferentiated basalts and subvolcanites; 3–4 – gabbro-syenite Kushva complex: 3 – syenites, syenite-porphyrines ($v_2 S_2-D_1 k$); 4 – subalkaline gabbro, monzogabbro ($v_1 S_2-D_1 k$); 5 – Verkhny Tagil complex of gabbro-diorite – quartz diorites, diorites, gabbro-diorites ($S_2 vt$); 6–8 – the Volkov complex clinopyroxenite-gabbro: 6 – amphibole-pyroxenic labrador gabbro ($v_3 S_2 V$), 7 – olivine and pyroxene bytownite gabbro ($v_2 S_2 V$), 8 – clinopyroxenites ($v_1 S_2 V$); 9 – Tagil-Kytlym gabbroid complex: gabbronorites, amphibole gabbro ($v S_1 tk$); 10 – epidote-albite metasomatites on of basic composition rocks; 11 – tectonic disturbance; 12 – planar orientation of minerals and banding; 13 – copper-iron-vanadium ores; 14 – sampling sites for the study of zircon. Gabbroic blocks: I – Central; II – South; III – West.

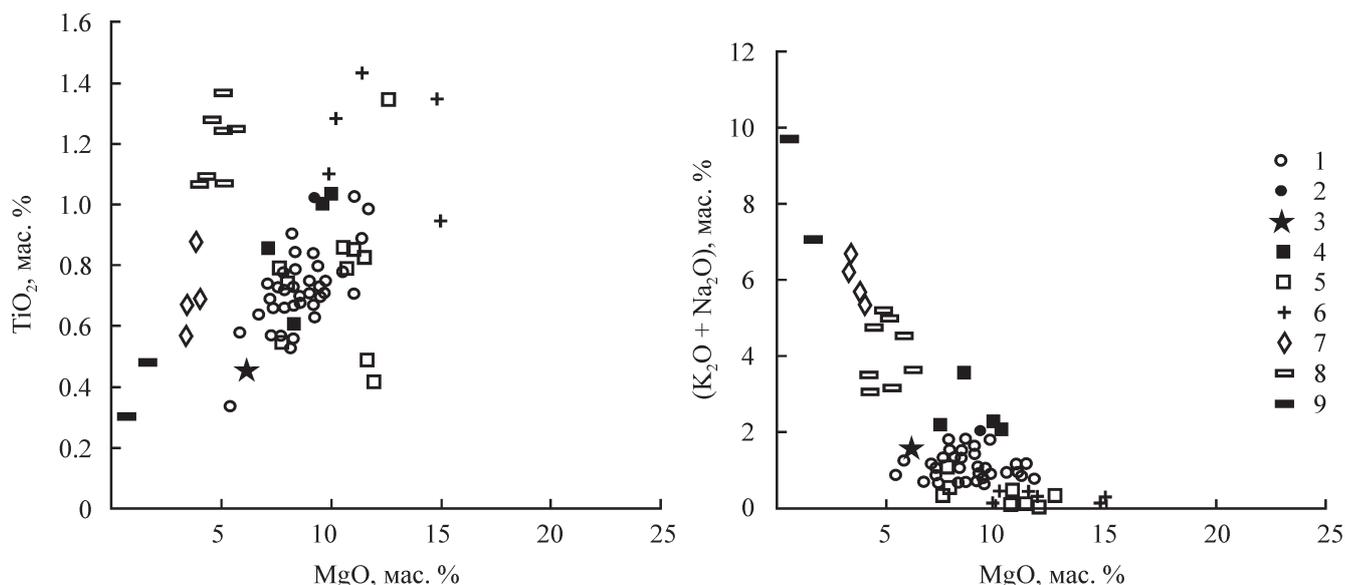


Рис. 2. Диаграммы состава главных типов пород Волковского массива в координатах TiO_2 – MgO и $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ – MgO , мас. %.

1 – габбро Центрального блока; 2 – оливиновые габбро (проба К 528); 3 – габбронориты Центрального блока (проба Vol 7a); 4 – габбронориты жильные Южного блока (проба Kl 17); 5 – оливиновые габбро Южного блока (проба ПЕ 589); 6 – клинопироксениты Южного блока; 7 – кварцевые диориты; 8 – монцогаббро; 9 – сиениты. Пробы 1, 7 и 8 – [Маегов, 1999]; 2 – [Ферштатер, 2013]; 4, 5 и 6 – [Аникина и др., 2014]; 9 – [Малахова, 1966].

Fig. 2. Diagrams of the main types of rocks of the Volkov massif in the coordinates of the TiO_2 – MgO and $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ – MgO , wt %.

1 – gabbro of the Central unit; 2 – olivine gabbro (sample K 528); 3 – gabbronorites of the Central unit (sample Vol 7a); 4 – veined gabbronorites of the Southern unit (sample Kl 17); 5 – olivine gabbro in the Southern block (sample ПЕ 589); 6 – clinopyroxenites of the South unit; 7 – quartz diorites; 8 – metagabbro; 9 – syenites. Samples 1, 7, 8 – [Maegov, 1999]; 2 – [Fershtater, 2013]; 4, 5, 6 – [Anikin et al., 2014]; 9 – [Malakhov, 1966].

пироксенитовых разрезах Южного блока. В Западном, полностью сложенном габброноритами блоке рудная минерализация отсутствует и в работе он не рассматривается.

В Южном блоке такситовые оливиновые габбро варьирующей меланократовости выходят на поверхность вместе с плагиоклазовыми клинопироксенитами и оливинитами, с которыми они образуют линзовидно-полосчатое чередование. Структура самих оливиновых габбро также весьма неоднородна и меняется от среднезернистой до пегматоидной, что отличает их от более однородных габбро Центрального блока. По петрохимическим характеристикам (см. рис. 2) оливиновые габбро Южного блока заметно отличаются от оливиновых габбро Центрального блока более высокими содержаниями MgO , CaO и Al_2O_3 [Аникина и др., 2014]. Магнезиальность темноцветных минералов, содержания глинозема в клинопироксене и количество анортиновой молекулы в плагиоклазе в этих породах также заметно выше, чем в оливиновых габбро Центрального блока. Однородные, равномернозернистые габбронориты в Южном блоке образуют дайкообразные тела с резкими границами, срезающи-

ми основные структурные элементы “полосатых” оливиновых габбро. Породы мезократовые, среди железо-магниевого силикатов преобладает диопсид (до 3 мас. % Al_2O_3 ; $f = 30$), а ортопироксен (до 1 мас. % Al_2O_3 и до 1.2 мас. % CaO) и оливин ($f = 30$) присутствуют в единичных зернах. Плагиоклаз соответствует лабрадору (An_{50-70}). В небольших количествах встречается высокоглиноземистая роговая обманка и биотит.

В Центральном блоке на поверхности обнажены преимущественно габбронориты с офитовой структурой, сходные по составу с габброноритами Южного блока (см. рис. 2). По результатам бурения выяснено, что с глубиной габбронориты сменяются оливиновыми габбро с гранобластовой структурой [Маегов, 1999]. Переход между этими породами постепенный. На петрохимических диаграммах они также образуют единое поле. Состав плагиоклаза варьирует от лабрадора (An_{50-70}) в офитовых разновидностях до битовнита (An_{70-90}) в гранобластовых. Различий в составе темноцветных минералов не установлено. В обоих случаях диопсид с железистостью $f = 24-27$ содержит до 3 мас. % Al_2O_3 , а железистость оливина достигает значения 32.

Проба для извлечения циркона весом около 20 кг была отобрана из коры выветривания в верхней части карьера на Северо-западном участке Волковского месторождения (проба Vol 7, см. рис. 1). Кора представляет собой плотный глинисто-песчаный материал, сохраняющий текстурно-структурные особенности исходных габброноритов (рис. 3). От исходных пород, сохранившихся в виде останцов, ее отличают более высокие концентрации SiO_2 и Al_2O_3 , и более низкие – MgO , CaO , щелочей и фосфора (табл. 1). При содержании Zr в габбронорите 5–10 г/т, из пробы Vol 7 удалось извлечь 10 зерен циркона.

Габбро останцов на 70% состоит из длиннопризматических зональных зерен лабрадора (An_{56-68}). Среди ранних (магматических) железомagneзиальных силикатов преобладает клинопироксен. Биотит и ортопироксен присутствуют в подчиненных количествах. Оливин предполагается по характерным псевдоморфозам вторичных минералов. Клинопироксен представлен диопсидом с содержанием Al_2O_3 не более 3 мас. %, ортопироксен содержит заметные количества кальция и алюминия (табл. 2). Биотит, содержащий в своем состав

ве более 5 мас. % TiO_2 , тяготеет к интерстициальному титаномагнетиту. Включения титаномагнетита в клинопироксене содержат до 8 мас. % TiO_2 (см. табл. 2), что свидетельствует о высокой температуре его образования. Интерстициальный титаномагнетит с содержанием TiO_2 до 5 мас. % образует сростания с ильменитом, содержащим 7–11% пиррофанитового минала (MnTiO_3). Для породы характерно высокое (3–4 %) содержание апатита, скопления которого тяготеют преимущественно к титаномагнетиту и, предположительно, к оливину. По клинопироксену развивается роговая обманка (до 4–10 мас. % Al_2O_3), по оливину развиваются псевдоморфозы талька и вторичного магнетита, ортопироксен частично или полностью замещается агрегатом хлорита, магнетита и кварца. Плаггиоклаз при этом не изменен. В породе присутствует редкая вкрапленность сульфидов меди – борнита и халькопирита. Проявления этих минералов сопровождаются небольшим количеством кварца, магнезильного актинолита и эпидота.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Выделение циркона проводилось по стандартной методике, включающей первичное обогащение пробы в открытой воде с последующим разделением тяжелой фракции на классы крупности и получением концентрата минералов с высоким удельным весом путем разделения в тяжелых жидкостях. U-Pb изотопные анализы циркона выполнены на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Условия проведения экспериментов были аналогичны детально охарактеризованным ранее [Williams, 1998]. Обработка полученных результатов осуществлялась с использованием программы SQUID v.1.12 [Ludwig, 2005]. Исследование состава минералов, слагающих включения, выполнено в Лаборатории физических и химических методов исследования (ФХМИ) ИГТ УрО РАН (Екатеринбург) на рентгеновском микроанализаторе CAMECA SX-100 с использованием стандартных образцов и по стандартной методике (аналитик В.В. Хиллер).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Особенности внутреннего строения кристаллов циркона и U-Pb изотопные данные приведены на рис. 4, 5 и в табл. 3. Циркон представлен преимущественно короткопризматическими кристаллами размером не более 250 мкм с закругленными ребрами и вершинами. Зональность в таких кристаллах слабо выражена и, как правило, осложнена секториальностью (рис. 4, обр. 1, 2, 4 и 5). От центра к краю кристалла происходит снижение концентраций U при одновременном уменьшении значе-

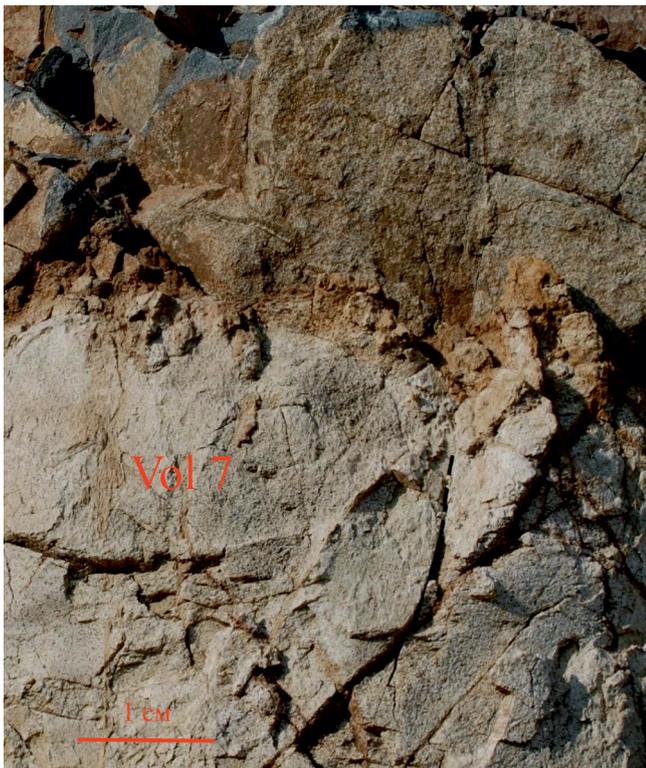


Рис. 3. Фрагмент структурной коры выветривания по габбронориту, из которой отобрана проба Vol 7 для изучения циркона.

Fig. 3. A fragment of structural weathering crust on gabbro-norite from which the sample Vol 7 was taken for the study of zircon.

Таблица 1. Химический состав габбро и коры выветривания по ним, мас. %

Table 1. Chemical composition of gabbro and its wethering core, wt %

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
Vol 7a	41.00	0.46	22.08	9.59	0.15	6.10	15.79	1.36	0.22	1.87	98.62
Vol 7	42.98	0.45	26.57	8.47	0.173	3.73	6.5	0.71	0.17	0.63	90.39

*Все железо представлено в форме Fe₂O₃. Содержание FeO (хим.) составляет 3.1 и 1.8 мас. % соответственно. Потери при прокаливании (п.п.п.) – 1.8 и 9.9 % соответственно.

*All the iron presented in the form of Fe₂O₃. The contents of FeO (chem.) is 3.1 and 1.8 wt % respectively. The loss on ignition are 1.8 and 9.9 %, respectively.

Таблица 2. Состав породообразующих минералов габбронорита (проба Vol 7a), мас. %

Table 2. Rock-forming minerals of gabbronorite (sample Vol 7a), wt %

Компонент	Pl	Cpx	Opx	Ti-mt	Ti-mt	Ilm	Bi	Amf	Amf
	1	2	3	4*	5**	6	7	8	9
SiO ₂	51.37	52.39	54.69	0.00	0.00	0.00	37.74	44.17	53.43
TiO ₂	0.00	0.50	0.19	7.73	4.91	50.68	5.25	1.24	0.18
Al ₂ O ₃	30.41	2.51	0.97	2.79	2.34	0.00	14.17	9.75	3.65
FeO _{общ}	0.44	8.14	16.68	80.45	84.15	42.61	12.65	15.47	10.25
MnO	0.00	0.30	0.72	0.74	0.46	5.28	0.23	0.28	0.31
MgO	0.00	14.48	25.18	0.00	0.27	0.00	15.69	11.64	16.99
CaO	13.86	21.55	1.36	0.10	0.00	0.20	0.00	11.64	11.71
Na ₂ O	3.67	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.38	2.07	0.7
K ₂ O	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.93	0.6	0.14
V ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	1.01	0.94	0.20	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.98	100.2	99.79	91.81	92.13	98.77	95.04	96.86	97.36
Fe/(Fe + Mg)		0.24	0.27	–	–	–	0.31	0.43	0.25
Ca/(Ca + Na)	0.68	–	–	–	–	–	–	–	–

*Состав титаномагнетита, образующего включение в клинопироксене. **Интерстициальный титаномагнетит в сростании с ильменитом (ан. 6). Pl – плагиоклаз, Cpx – клинопироксен, Opx – ортопироксен, Ti-mt – титаномагнетит, Ilm – ильменит, Bi – биотит, Amf – амфибол.

*The composition of the titanomagnetite, forming an inclusion in clinopyroxene. **In interstitial titanomagnetite growing together ilmenite (an. 6). Pl – plagioclase, Cpx – clinopyroxene, Opx – orthopyroxene, Ti-mt – titanomagnetite, Ilm – ilmenite, Bi – biotite, Amf – amphibole.

ния Th/U от 1 до 0.4–0.6. Редкие длиннопризматические кристаллы циркона содержат более высокие концентрации U (см. рис. 4, обр. 7, табл. 3) по сравнению с изометричными зернами. При этом величина Th/U в них не превышает 0.3.

На диаграмме (см. рис. 5а) все измеренные значения U-Pb возрастов располагаются вблизи конкордии во временном интервале от 500 до 340 млн лет, причем максимальные величины U-Pb возрастов соответствуют центральным частям неоднородных изометричных кристаллов (см. табл. 3, ан. 1.1, 2.1, 3.1, 4.1, 6.1), а минимальные наблюдаются в их краях (см. табл. 3, ан. 2.2, 3.2, 4.2, 6.1) и в призматическом зерне (см. табл. 3, ан. 7.1–и 7.2), обогащенном U. Исключение из выборки анализов с минимальными (ан. 5.1) и максимальными (ан. 1.2) U-Pb возрастными позволило получить для остальной совокупности значений возраст 427.5 ± 5.3 млн лет при СКВО = 0.77 и вероятности соответствия 0.38 (см. рис. 5б).

Кристаллы циркона содержат полиминеральные включения, сложенные апатитом, кварцем, плагиоклазом и биотитом (см. рис. 4, обр. 1, 2 и 5). Состав минералов включений приведен в табл. 4.

ПРИРОДА ЦИРКОНА И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ U-PB ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

Предшествующими исследованиями в оливиновых габбро Центрального [Краснобаев и др., 2007; Ферштатер, 2013] и Южного [Аникина и др., 2014] блоков массива была выявлена полигенная популяция циркона с возрастом от 2682 ± 37 до 343 ± 8 млн лет. В габбро Центрального блока (см. проба K528, рис. 2), помимо единичных зерен раннепротерозойского (1700–1800 млн лет) возраста, установлено три возрастных кластера циркона: 560 ± 7 – 585 ± 22 млн лет; 435 ± 7 – 445 ± 40 млн лет и 388 ± 6 млн лет [Ферштатер, 2013]. По оливино-

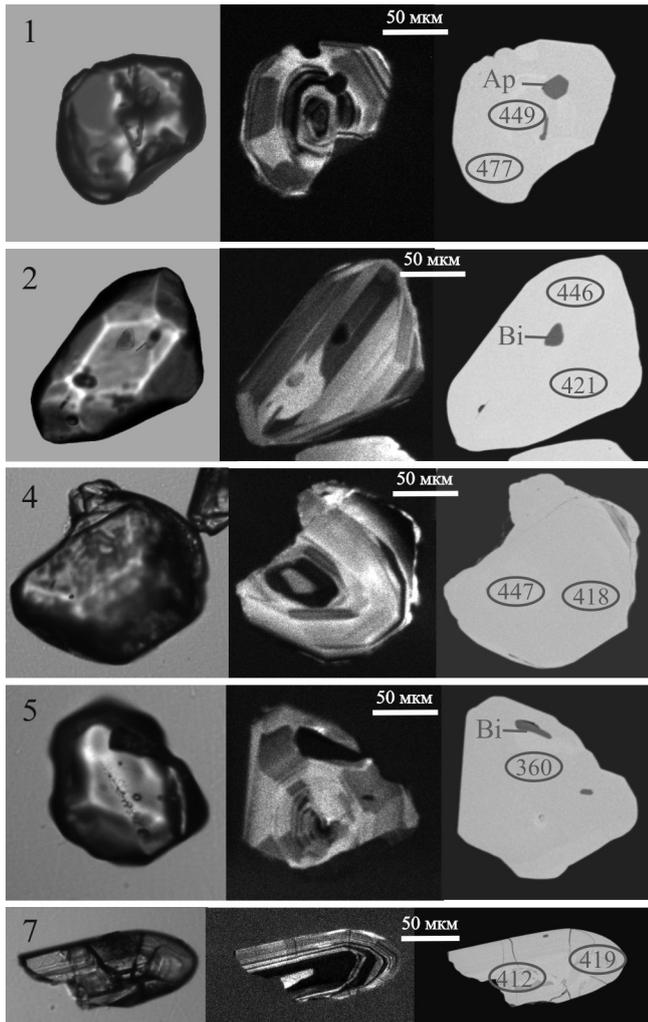


Рис. 4. Морфология и внутреннее строение кристаллов циркона из габбронорита (проба Vol 7) Волковского массива.

Номер изображения соответствует номеру анализа в табл. 3. Изображения циркона приведены (слева направо) в проходящем свете, катодоллюминесцентных лучах и обратно рассеянных электронах. *Bi* – биотит; *Ap* – апатит.

Fig. 4. The morphology and internal structure of zircon crystals from gabbronorite (sample Vol 7) Volkovsky massif.

The image number corresponds to the number analysis Table 3. Image of zircon is shown (left to right) in transmitted light, cathode-luminescence rays and back scattered electrons. *Bi* – biotite; *Ap* – Apatite.

вым габбро (проба ПЕ 589) Южного блока [Аникина и др., 2014] получены сходные результаты. Помимо единичных зерен архейского и раннепротерозойского возраста достаточно отчетливо проявлен вендский (565.0 ± 9.4 млн лет), верхнеордовикский (450 ± 9.4 млн лет) и раннекаменноугольный (343 ± 8 млн лет) возрастные группы циркона. Точ-

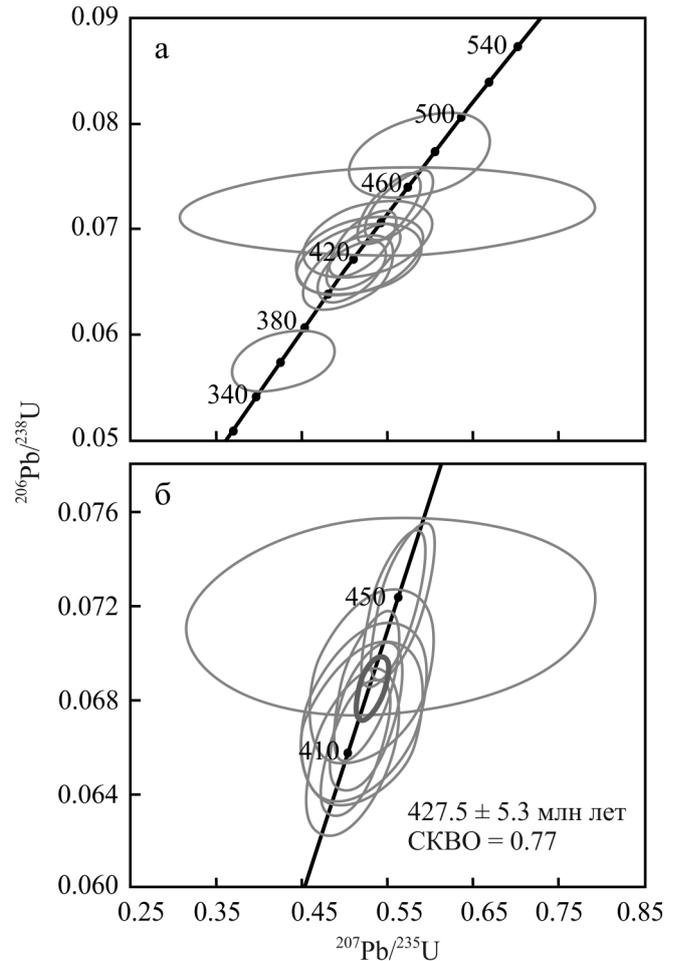


Рис. 5. Диаграмма с конкордией для циркона из коры выветривания по габбронориту (проба Vol 7) Волковского массива

а – графическое изображение всех полученных U-Pb данных (табл. 3); б – конкордантный возраст рассчитан без учета точек анализа 1.2 и 5.1.

Fig. 5. Chart concordia for zircon from a weathering crust on gabbronorite (sample Vol 7) Volkov massif.

а – the graphic image of all the obtained U-Pb data (Table 3); б – a concordant age calculated excluding the points of analysis 1.2 and 5.1.

ное воспроизведение в двух независимых исследованиях [Ферштатер, 2013; Аникина и др., 2014] U-Pb данных по циркону не допускает сомнений в их достоверности, но вместе с тем оставляет открытым вопрос о возрасте оливиновых габбро Волковского массива, поскольку нет четких критериев для однозначной геохронологической интерпретации полученных изотопных данных.

В жильных габброноритах (проба К1 17) Южного блока [Аникина и др., 2014] наряду с единичными древними зёрнами статистически выражены две возрастные группы циркона: 428 ± 7 млн лет и 340.7 ± 7.9 млн лет. Циркон обеих групп обладает

Таблица 3. U-Pb SHRIMP-II изотопные данные для циркона из коры выветривания по габбронориту Волковского массива (проба Vol 7)

Table 3. U-Pb SHRIMP-II isotopic data for zircon from the weathering crust on gabbronorite Volkov massif (sample Vol 7)

№ ан.	²⁰⁶ Pb _c , %	Содержание, г/г			Th ²³² /U ²³⁸	Изотопные отношения		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U возраст млн лет	Rho
		U	Th	²⁰⁶ Pb*		²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U±%		
1.1	0.00	260	263	16.1	1.05	0.0722 ± 1.9	0.564 ± 2.8	449.3 ± 8.3	0.68
1.2	0.61	158	92	10.5	0.60	0.0768 ± 2.1	0.588 ± 5.7	477 ± 9.8	0.37
2.1	7.63	169	174	11.3	1.06	0.0716 ± 2.4	0.55 ± 18	446 ± 10	0.13
2.2	0.40	66	44	3.82	0.69	0.0675 ± 2.3	0.518 ± 5.9	421.2 ± 9.3	0.38
3.1	0.00	191	188	11.3	1.02	0.0686 ± 1.9	0.521 ± 3.1	427.7 ± 8.1	0.63
3.2	0.00	83	35	4.67	0.44	0.0658 ± 2.2	0.505 ± 4.4	410.8 ± 8.7	0.49
4.1	0.10	327	382	20.2	1.21	0.0719 ± 1.9	0.552 ± 2.7	447.6 ± 8.1	0.70
4.2	0.51	116	76	6.73	0.67	0.067 ± 2.1	0.517 ± 5.8	418.3 ± 8.5	0.36
5.1	0.47	128	49	6.34	0.40	0.0575 ± 2.1	0.428 ± 5.7	360.5 ± 7.3	0.36
6.1	0.46	88	41	5.22	0.48	0.069 ± 2.2	0.527 ± 5.8	430 ± 9	0.37
7.1	1.06	1071	332	61.3	0.32	0.066 ± 1.8	0.508 ± 3.2	411.7 ± 7.3	0.56
7.2	0.56	556	180	32.3	0.34	0.0673 ± 1.9	0.521 ± 3.4	419.7 ± 7.8	0.57

Примечание. Погрешности – ±1σ; Pb_c и Pb* – общий и радиогенный свинец соответственно; Rho – коэффициент корреляции.

Note. The error is ±1σ; Pb_c and Pb* – common and radiogenic lead, respectively; Rho – correlation coefficient.

Таблица 4. Состав биотита и плагиоклаза из включений в цирконе габброноритов, мас. %

Table 4. Composition of biotite and plagioclase from inclusions in zircon gabbronorites, wt %

Компонент	Биотит			Плагиоклаз	
	35.85	35.43	36.54	62.43	62.48
SiO ₂	35.85	35.43	36.54	62.43	62.48
TiO ₂	2	3.22	2.1	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	14.78	13.58	14.69	22.35	22.2
FeO	19.51	21.04	20.56	0.00	0.00
MnO	0.3	0.27	0.34	0.00	0.00
MgO	11.04	9.19	9.44	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	4.46	4.45
Na ₂ O	0.15	0.12	0.04	9.05	9.01
K ₂ O	9.42	9.11	9.07	0.23	0.2
Сумма	93.07	92.01	92.81	98.75	98.62
Fe/(Fe + Mg) ¹	0.56	0.56	0.55	–	–
Ca/(Ca + Na) ¹	–	–	–	0.21	0.21

Примечание. ¹Значение параметра рассчитано в ат. %.

Note. ¹The parameter value is calculated in at. %.

одними и теми же морфологическими и геохимическими признаками, что не позволяет рассматривать их в качестве разных генераций циркона. Наиболее вероятно, появление второй группы обусловлено омоложением раннесилурийского циркона в результате потери свинца. Согласуется с этим и близкий Lu-Hf модельный возраст циркона обеих возрастных групп ($T_{DM}^{Hf} = 0.6$ млрд лет). Возраст габбро, определенный Sm-Nd изохронным методом, составил 436 ± 21 млн лет. Совпадение в пределах доверительного интервала Sm-Nd возраста породы и U-Pb возраста циркона послужило дополнительным основанием для вывода о раннесилурийском (венлокском) возрасте жильных габбро.

Циркон из габбронорита (проба Vol 7a) Центрального блока Волковского массива по морфоло-

гии кристаллов, их внутреннему строению обладает многими чертами сходства с изученным ранее [Аникина и др., 2014] цирконом из жильных габброноритов (проба K1 17) Южного блока массива (рис. 6, обр. 1 и 2). В обоих случаях преобладают изометричные зерна с широкополосной, иногда “лоскутной” зональностью и “зубчатой” секториальностью. Удлиненно-призматические кристаллы редки (см. рис. 4, обр. 7; рис. 6, обр. 2). В изометричных зернах содержания U и Th преимущественно низкие (Th < 200 г/т. U < 400 г/т). Th/U изменяется от 1 до 0.2, причем в обоих случаях уменьшение Th/U наблюдается в поздней генерации циркона. В цирконе из габбронорита (проба Vol 7a) Центрального блока такое уменьшение обусловлено пропорциональным снижением содержания U и Th,

тогда как в цирконе из габбронорита (проба К1 17) Южного блока проявлены различные тенденции, выражающиеся как в снижении обоих компонентов, так и в их увеличении от ранней к поздней генерации циркона (рис. 7). Отсутствие закономерностей в изменении концентраций U и Th, свидетельствует о различных условиях роста циркона и с большой долей вероятности отражает его ксеногенную природу.

Значения U-Pb возраста циркона из габбронорита Центрального и Южного блоков располагаются вблизи конкордии в широком возрастном интервале от 460 до 340 млн лет. Здесь необходимо отметить, что примерно в этом же самом интервале значений от 340 до 490 млн лет находятся аналитические точки, полученные локальными методами по циркону из разных габбро Платиноносного пояса Урала [Bosch et al., 2006; Ферштатер, 2013;

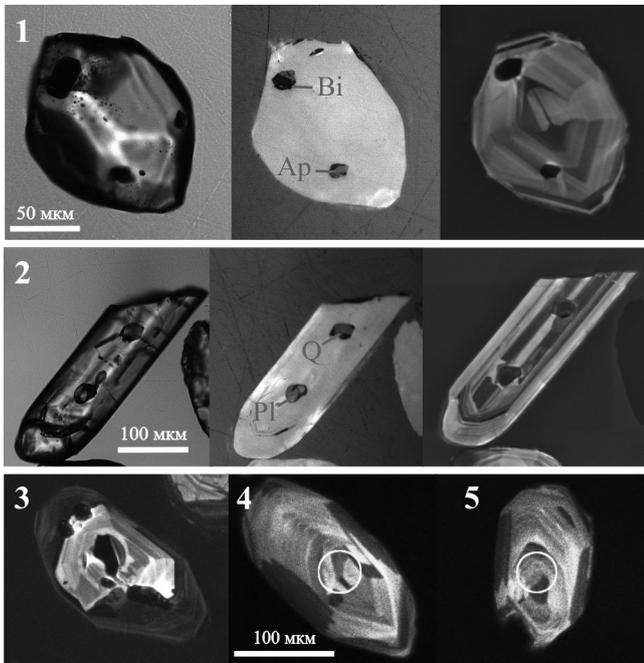


Рис. 6. Морфология и внутреннее строение циркона.

Обр. 1 и 2 – из жильного габбронорита Южного блока (проба К1 17) Волковского массива; обр. 3 – из гнейса Светлоборского массива; обр. 4 и 5 – из пижонит-гранатового гранулита Светлоборского массива. Условия съемки см. рис. 4. *Ap* – апатит; *Bi* – биотит; *Pl* – плагиоклаз; *Q* – кварц.

Fig. 6. The morphology and internal structure of zircon.

Samples 1 and 2 taken from veined gabbronorite Southern block (sample K1 17) Volkov massif; 3 – from gneiss of Svetloborskii massif; 4 and 5 from pigeonite-garnet granulite Svetloborskii massif. The shooting conditions, see Fig. 4. *Ap* – Apatite; *Bi* – biotite; *Pl* – plagioclase; *Q* – quartz.

Иванов, Наставко, 2014]. При этом рассчитанный по этим значениям конкордантный возраст может заметно варьировать. В силу значительной погрешности определения изотопных отношений для всех этих случаев не может быть исключена и вероятность пологой дискордии, как это было продемонстрировано при измерении двумя разными методами (TIMS и SIMS) одного и того же циркона из амфиболовых габбро-пегматитов Кумбы [Bosch et al., 2006]. Результаты измерений методом SIMS, конкордантные в пределах ошибки измерения, распределены в интервале 430–390 млн лет. Рассчитанный по верхнему пересечению дискордии возраст

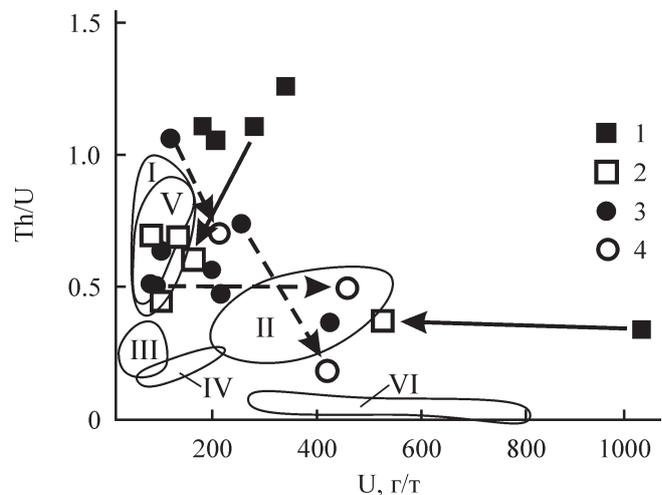


Рис. 7. Th и U в цирконе из габбронорита Волковского массива.

1 – проба Vol 7 (центр); 2 – проба Vol 7 (край); 3 – проба К1 17 (центр); 4 – проба К1 17 (край). Стрелками показано направление изменения состава циркона от центра к краю кристалла. Для сравнения приведены поля состава циркона: I – из амфиболового габбро (Черноисточинский массив); II – из мигматитизированного габбро (г. Белая); III – из амфиболита (Нижнетагильский массив); IV – из пижонит-гранатового гранулита (Светлоборский массив); V – ранняя генерация из гнейса (Светлоборский массив); VI – поздняя генерация из гнейса (Светлоборский массив). I – по [Ферштатер, 2013]; II и III – по [Иванов, Наставко, 2014]; IV–VI – данные Е.В. Пушкарева.

Fig. 7. Th and U in zircon from gabbronorites of Volkov massif.

1 – sample Vol 7 (centre); 2 – sample Vol 7 (edge); 3 – sample, K1 17 (center); 4 – sample K1 17 (edge). Arrows indicate the direction of changes in the composition of zircon from the center to the edge of the crystal. For comparison the fields of zircon composition is given: I – of the amphibole gabbro (Chernoistochinskii massif); II – from magmatitized gabbro (Belaya Mountain); III – from amphibolite (Nizhniy Tagil massif); IV – from pigeonite-garnet granulite (Svetloborskii massif); V – early generation from gneiss (Svetloborskii array); VI – late generation of gneiss (Svetloborskii massif). I – according to [Fershtater, 2013]; II and III – according to [Ivanov, Nastavka, 2014]; IV–VI – data of E.V. Pushkarev.

составил 419 ± 10 млн лет. Методом TIMS для этого же циркона по верхнему пересечению дискордии был получен возраст 424.9 ± 2.7 млн лет. Именно этот возраст интерпретируется авторами статьи [Bosch et al., 2006] как время кристаллизации остаточного расплава на позднемагматической стадии становления габброноритовой интрузии и во всех последующих работах цитируется как возраст габбрового (габброноритового) комплекса в составе Платиноносного пояса Урала. С учетом вышесказанного можно заключить, что габбронориты Центрального и Южного блока Волковского массива содержат популяцию циркона с возрастной датировкой около 427 млн лет (ранний силур, венлок), совпадающей с датировкой циркона из амфиболовых габбропегматов Кумбинского массива в составе Платиноносного пояса Урала.

В ходе исследований мы убедились, что в габброноритах Центрального и Южного блоков Волковского массива кристаллы циркона содержат включения, сложенные одним и тем же набором минералов: апатитом, кварцем, плагиоклазом и биотитом (см. рис. 4, обр. 1, 2 и 5). Как видно из таблиц 2 и 4, минералы включений в цирконе и соответствующие породообразующие минералы габбро существенно различаются по своему составу. Плагиоклаз во включениях представлен кислой разновидностью – олигоклазом (An_{21}), тогда как в породе это лабрадор или битовнит. Магнезиальный ($f = 0.3$) биотит в габбро отличается высокой концентрацией TiO_2 (5.2 мас. %), что соответствует температуре габбрового солидуса. Биотит во включениях существенно более железистый ($f = 0.5-0.6$) с меньшим количеством $TiO_2 = 2-3$ мас. %, что соответствует более низкой температуре его кристаллизации. Вероятность появления кварца в породе исключается, поскольку габбронорит содержит оливин.

Таким образом, состав силикатных включений в цирконе не позволяет соотнести его образование ни с ранней, ни с позднемагматической стадией кристаллизации габбрового расплава. Связь циркона, содержащего перенасыщенный набор минералов, с регрессивными преобразованиями габбро также представляется маловероятной, поскольку по сравнению с ранним (магматическим) парагенезисом, все последующие содержат более магнезиальные силикаты, что обусловлено синхронной кристаллизацией в каждом новом парагенезисе собственной оксидной фазы (магнетита).

Возможность техногенного засорения проб при их обработке исключается с высокой степенью надежности. Проба габбронорита из Южного блока [Аникина и др., 2014 (проба K1 17)], отобранная из керна скважин, была раздроблена в новой дробилке, установленной в отремонтированном помещении. Проба, отобранная из коры выветривания по габбронориту Центрального блока (проба Vol 7a),

дроблению не подвергалась. Таким образом, присутствие в габбро циркона с набором включений, отвечающим гнейсу или плагиограниту, может быть объяснено только его заимствованием из вмещающих пород.

В западном обрамлении Волковского массива залегают метаморфические породы (пироксен-плагиоклазовые и амфибол-плагиоклазовые роговики), отделяющие габбро от расположенных на западе дунит-клинопироксенитовых тел (горы Синяя, Голая и Толстая). Аналогичные метаморфические породы присутствуют в окружении всех дунит-клинопироксенитовых и габбро-норитовых массивов Платиноносного пояса Урала, образуя вокруг них экзоконтактный динамотермальный ореол различной мощности, природа которого остается дискуссионной. Эти породы рассматриваются либо как результат контактового метаморфизма роговиковой фации вулканогенно-осадочных пород Тагильской троговой зоны при внедрении в них габбро и ультрабазитов [Иванов, 1997; Каретин, 2000], либо как нижнекоровые гранулиты, “приваренные” к габбро и ультрабазитовым блокам и выведенные совместно с последними на уровень эрозионного среза [Ефимов, 1999; Пушкарев, 2011]. Породы часто обладают полосчатыми и мигматитовыми текстурами, благодаря широкому развитию которых описывались в свое время как “инъекционный комплекс” [Кашин, 1948; Воробьева и др., 1962]. Низкобарический высокотемпературный контактовый метаморфизм, как считается [Ефимов, 1999; Иванов, Наставко, 2014] синхронен внедрению габброноритов, а возраст и природа метаморфизирующегося субстрата остаются неопределенными. Есть данные о присутствии в его составе наряду с вулканогенно-осадочными породами позднеордовикско-силурийского возраста допалеозойских кристаллосланцев, гнейсов и амфиболитов [Петров и др., 2010]. В настоящее время мы располагаем крайне немногочисленными данными по составу, морфологии и возрасту циркона из пород динамотермального ореола. В гнейсах из окружения Светлоборского дунитового массива в кристаллах, образованных двумя генерациями циркона (см. рис. 6, обр. 3) проявлен однородный возрастной кластер – 427 ± 4.3 млн лет [Пушкарев, 2011]. Циркон ранней генерации образует призматические с секториальной зональностью кристаллы, окруженные каймами обрастания в виде дипирамидально-призматических кристаллов высокоуранового циркона с низким значением Th/U (см. рис. 7). В переслаивающихся с гнейсами пижонит-гранатовых гранулитах циркон близок по морфологии, составу и внутреннему строению циркону ранней генерации из гнейсов (см. рис. 7), но его возраст оказался несколько моложе – 415 ± 4.5 млн лет. Похожими особенностями состава (см. рис. 7) и близкими возрастными параметрами

обладает циркон с возрастом 424.8 ± 3.7 млн лет в диафторированных пироксен-плагиоклазовых роговиках (кытлымитах) метаморфического окружения Нижнетагильского дунитового массива и циркон с возрастом 411.2 ± 4.4 млн лет в мигматитизированных амфибол-плагиоклазовых породах из окружения габброноритов горы Белой [Иванов, Наставко, 2014]. Во всех перечисленных случаях аналитические точки располагаются вблизи конкордии в интервале примерно от 380 до 460 млн лет.

Близкий по морфологии и изотопно-геохимическим параметрам (см. рис. 7) циркон с возрастом 431.2 ± 4 млн лет был установлен в амфиболовых габбро Черноисточинского массива [Ферштатер, 2013]. Возраст 422 ± 11 млн лет, полученный для циркона из ассоциированных с этими габбро анортозитовых жил, в пределах погрешности перекрывает возрастную интервал циркона из габбро, из метаморфических пород динамотермального ореола массивов Платиноносного пояса и из анатектических плагиогранитов, образующихся при плавлении амфиболитов. В Платиноносном поясе Урала возраст плагиогранитов, определенный методом TIMS, составил 416.6 ± 1.6 млн лет [Ефимов и др., 2005].

Как следует из приведенных выше данных, установленный интервал образования циркона в породах динамотермального ореола габбро-ультрабазитовых тел составляет 415–430 млн лет, а максимальное значение, соответствующее раннему силуру, возможно, фиксирует время диафтореза высокотемпературных метаморфитов, т.е. время появления водного флюида. Известно, что при метаморфических процессах образование циркона возможно в широком диапазоне температур и давлений при субсолидусных реакциях или анатексисе, при этом цирконообразование не ограничивается именно пиковыми значениями P - T параметров [Hoskin, Schaltegger, 2003; Bingen et al., 2004], а преимущественно увязывается с ростом активности флюида [Каулина, 2010]. Особенности внутреннего строения в виде “лоскутной” зональности и характерной зубчатой секториальности, низкие содержания примесей, в целом, характерны для циркона, растущего в условиях ограниченного объема расплава или флюида. Всеми перечисленными признаками обладает циркон из различных метаморфических комплексов [Краснобаев, 1986; Vavra et al., 1996; Каулина, 2010; и др.], в том числе из пород динамотермального ореола габбро-ультрабазитовых тел Платиноносного пояса Урала [Пушкарев, 2011; Ферштатер, 2013; Иванов, Наставко, 2014].

Особенности внутреннего строения, состав циркона из габброноритов Волковского массива и состав минеральных включений в нем не исключает возможности, что этот циркон мог быть заимствован габбровым расплавом из пород динамоте-

ремального ореола габбро-ультрабазитовых массивов Платиноносного пояса Урала. Низкое содержание примесей в заимствованном цирконе, обеспечивающее устойчивость его структуры к воздействию недосыщенного кремнеземом базитового расплава, возможно, обусловило его сохранность, а ассимиляция пород преимущественно основного состава не вызвала существенных изменений состава исходного расплава.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований показано, что в габброноритах Волковского массива циркон с возрастом 427.5 ± 5.3 и 428 ± 7 млн лет, извлеченный из двух различных проб, содержит один и тот же набор полиминеральных включений, чуждый вмещающим породам. Состав включений (плагиоклаз (An_{21}), биотит ($f = 0.49-0.56$), кварц и апатит) отвечает гнейсу или плагиограниту. Сам же циркон по морфологии, внутреннему строению и возрастным характеристикам близок циркону из метаморфических пород динамотермального ореола габбро-ультрабазитовых тел. Это позволяет предположить, что циркон в габброноритах Волковского массива мог быть заимствован из окружающих метаморфических пород, и, следовательно, внедрение габброноритов происходило тогда, когда высокотемпературные метаморфические породы динамотермального ореола уже существовали, и, возможно, претерпели анатексис и диафторез амфиболитовой фации.

Таким образом, основываясь на имеющихся U-Pb данных по циркону можно заключить, что возраст габброноритов Волковского массива не может быть древнее возраста заимствованного циркона – т.е. не древнее 427.5 ± 5.3 млн лет.

Принимая во внимание их текущее положение по отношению к оливин-анортитовым габбро и ассоциированным с ними клинопироксенитам в Южном блоке, можно сделать вывод о гетерогенности и вероятной разновозрастности габбро Волковского массива. Не исключено, что сопровождающее габброиды медь-железо-ванадиевое и золотопалладиевое оруденение контролируется реакционными процессами между двумя этими типами габбро.

Работа выполнена при финансовой поддержке УрО РАН (проект № 15-18-5-34) и РФФИ (грант № 16-05-00967-а, 16-05-00508).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аникина Е.В., Краснобаев А.А., Ронкин Ю.Л., Алексеев А.В., Бушарина С.В., Капитонов И.Н., Лохов К.И. (2014) Изотопная геохимия и геохронология габбро Волковского массива на Урале. *Геохимия*, (2), 99-123.

- Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. (1962) Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. М.: Изд-во АН СССР, 318 с.
- Ефимов А.А. (1999) Платиноносный пояс Урала: тектоно-метаморфическая история древней глубинной зоны, записанная в ее фрагментах. *Отечественная геология*, (3), 31-39.
- Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Зиндерн С., Крамм У., Лепихина О.П., Попова О.Ю. (2005) Новые U-Pb данные по цирконам плагиогранитов Кытлымского массива: изотопный возраст поздних событий в истории Платиноносного пояса Урала. *Докл. АН*, **403**(4), 512-516.
- Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Малахов И.А., Мардиросьян А.Н., Хрыпов В.Н. (2001) Платинотетраэдрическое оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург: ДПР по Уральскому округу, ОАО УГЭС, ИГТ УрО РАН, УГГА, 199 с.
- Иванов К.С., Наставко Е.В. (2014) Новые данные о возрасте Тагильского комплекса Платиноносного пояса Урала. *Литосфера*, (3), 77-87.
- Иванов О.К. (1997) Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: УрГУ, 488 с.
- Каретин Ю.С. (2000) Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: УрО РАН, 275 с.
- Каулина Т.В. (2010) Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 144 с.
- Кашин С.А. (1948) Медно-титаномагнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала. М.: Изд-во АН СССР, 132 с.
- Краснобаев А.А. (1986) Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 146 с.
- Краснобаев А.А., Беа А., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. (2007) Полихронность цирконов габброидов Платиноносного пояса Урала и проблема докембрия в Тагильском мегасинклиории. *Докл. АН*, **413**(6), 785-790.
- Маегов В.И. (1999) К петрологии Волковского месторождения медносульфидных и апатит-титаномагнетитовых руд (Средний Урал). *Уральский геологический журнал*, (5), 57-71.
- Малахова Л.В. (1966) Петрология Тагильского сиенитового массива. Свердловск: УФАН СССР, 143 с.
- Мурзин В.В., Молошаг В.П., Волченко Ю.А. (1988) Парагенезис минералов благородных металлов в медно-железо-ванадиевых рудах волковского типа на Урале. *Доклады АН*, **300**(5), 1200-1202.
- Николайченков Ю.С. (1977) Некоторые особенности размещения рудных тел Волковского медно-железо-ванадиевого месторождения. *Геология, поиски и разведка рудных месторождений*. Иркутск: СФ АН СССР, 50-58.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маегов В.И., Тристан Н.И., Маслов А.В., Пушкарев Е.В., Лепихина О.П. (2010) Новые данные о составе и возрасте комплексов основания Тагильского палеоостроводужной системы. *Докл. АН*, **432**(4), 499-505.
- Полтавец Ю.А., Сазонов В.Н., Полтавец З.И., Нечкин Г.С. (2006) Закономерности распределения благородных металлов в рудных парагенезисах Волковского габбрового массива (Средний Урал). *Геохимия*, (2), 167-190.
- Пушкарев Е.В. (2011) Пижонит-гранатовые гранулиты из динамотермальных ореолов дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Урала как индикаторы времени и условий интеграции мантийных и коровых комплексов. *Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Материалы научной конференции*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 179-181.
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.
- Штейнберг Д.С., Еремина М.В. (1963) Новые данные по петрологии Волковского месторождения. *Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала*. Свердловск: УФАН СССР, 431-438.
- Bingen B., Austrheim H., Whitehouse M.J., Davis W.J. (2004) Trace element signature and U-Pb geochronology of eclogite-facies zircon, Bergen Arcs, Caledonides of W. Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **147**, 671-683.
- Bosch D., Bruguier O., Efimov A.A., Krasnobayev A.A. (2006) U-Pb Silurian age for a gabbro of the Platinum-bearing Belt of the Middle Urals (Russia): evidens for beginning of closure of the Uralian Ocean. *Memoirs Geol. Soc. London*, **32**, 443-448.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. (Eds.: J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin.) *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Mineral. Soc. America and Geochem. Soc., Washington, **53**, 27-62.
- Ludwig K.R. (2005) *SQUID 1.12. A User's Manual. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center Special Publication. No.2, 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA, 22 p.
- Vavra G., Gebauer D., Schmid R., Compston W. (1996) Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **122**, 337-358.
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes (Eds.: M.A. McKibbe, W.C. Shanks, W.I. Ridley). *Reviews in Economic Geology*, **7**, 1-35.

REFERENCES

- Anikina E.V., Krasnobayev A.A., Ronkin Yu.L., Alekseev A.V., Busharina S.V., Kapitonov I.N., Lokhov K.I. (2014) Isotope geochemistry and geochronology of the Volkovsky massif gabbros in the Urals. *Geochemistry International*, **52**(2), 89-110.
- Bingen B., Austrheim H., Whitehouse M.J., Davis W.J. (2004) Trace element signature and U-Pb geochronology of eclogite-facies zircon, Bergen Arcs, Caledonides of W. Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **147**, 671-683.
- Bosch D., Bruguier O., Efimov A.A., Krasnobayev A.A. (2006) U-Pb Silurian age for a gabbro of the Platinum-bearing Belt of the Middle Urals (Russia): evidens for beginning of closure of the Uralian Ocean. In: *Memoirs Geol. Soc. London*, **32**, 443-448.

- Efimov A.A. (1999) The Urals Platinum Belt: tectonic and metamorphic history of ancient abyssal zone recorded in its fragments. *Otechestvennaya geologiya*, (3), 31-39. (In Russian)
- Efimov A.A., Ronkin Yu.L., Zindern S. Kramm U., Lepikhina O.P., Popova O.Yu. (2005) New U-Pb data on plagiogranite zircons of the Kytlymsky massif: isotopic age of later events in the history of the Ural Platinum Belt. *Dokl. Earth Sci.*, **403**(6), 870-875.
- Fershtater G.B. (2013) *Paleozoiskii Intruzivnyi magmatizm Srednego i Yuzhnogo Urala* [Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and South Urals]. Ekaterinburg, UB of RAS Publ., 368 p. (In Russian)
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hanchar J.M., Hoskin P.W.O. (Eds.) *Reviews in Mineralogy and Geochemistry Mineral. Soc. America and Geochem. Soc.*, Washington, **53**, 27-62.
- Ivanov K.S., Nastavko E.V. (2014) New data on the age of the Tagil complex of the Platinum-bearing belt of the Urals. *Lithosphere*, (3), 77-87. (In Russian)
- Ivanov O.K. (1997) *Kontsentricheski-zonal'nye piroksenit-dunitovye massivy Urala: mineralogiya, petrologiya, genesis* [Concentrically-zoned pyroxenite-dunite massifs of the Urals: Mineralogy, petrology, genesis]. Ekaterinburg, USU, 488 p. (In Russian).
- Karetin Y.S. (2000) *Geologiya i vulkanicheskie formatsii raiona Ural'skoi sverkhglubokoi skvazhiny* [The geology and volcanic formations of the Ural super-deep borehole SG-4 region]. Ekaterinburg, Urals Branch of RAS Publ., 275 p. (In Russian)
- Kashin S.A. (1948) *Medno-titano-magnetitovoe orudnenie v osnovnykh intruzivnykh porodakh Urala* [Copper-titanomagnetite mineralization in basic intrusive rocks of the Urals]. Moscow, USSR AS Publishing House, 132 p. (In Russian)
- Kaulina T.V. (2010) *Obrazovanie i preobrazovanie tsirkona v polimetamorficheskikh kompleksakh* [The formation and transformation of the zircon in polymetamorphic complexes]. Apatity, Publishing house of Kola scientific center of RAS. 144 p. (In Russian)
- Krasnobaev A.A. (1986) *Tsirkon kak indikator geologicheskikh protsessov* [Zircon as indicator of geological processes]. Moscow, Nauka Publ., 146 p. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Bea A., Fershtater G.B., Montero P. (2007) The Polychronous Nature of Zircons in Gabbroids of the Ural Platinum Belt and the Issue of the Precambrian in the Tagil Synclinorium. *Dokl. Earth Sci.*, **413A**(3), 457-461.
- Maegov V.I. (1999) On petrology of the Volkovsky copper-sulfide and apatite-titanomagnetite ore deposits (Middle Urals). *Ural'skiy Geologicheskii Jurnal*, (5), 57-71. (In Russian)
- Malakhova L.V. (1966) *Petrologiya Tagil'skogo sienitovogo massiva* [Petrology of Tagil syenite massif]. Sverdlovsk, UFAN SSSR Publ., 142 p. (In Russian)
- Murzin V.V., Moloshag V.P., Volchenko Yu.A. (1988) Paragenesis of precious metal minerals in copper-iron-vanadium ores of the Volkovsky type in the Urals. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **300**(5), 1200-1202.
- Nikolaichenkov Y. S. (1977) Some features of distribution of ore bodies Volkovsky copper-iron-vanadium deposit. *Geology, prospecting and exploration of ore deposits*. Irkutsk, SFAN SSSR, 50-58. (In Russian)
- Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Maegov V.I., Tristan N.I., Maslov A.V., Pushkarev E.V., Lepikhina O.P. (2010) New data on the composition and age of basement rocks of the Tagil paleo-island arc system. *Dokl. Earth Sci.*, **432**(2), 715-721.
- Poltavets Yu.A., Sazonov V.N., Poltavets Z.I., Nechkin G.S. (2006) Distribution patterns of precious metals in the ore paragenesis of the Volkovsky gabbro massif (Middle Urals). *Geochemistry International*, **44**(2), 143-163.
- Pushkarev E. V. (2011) Pigeonite-garnet granulites from dynamothermal aureole of the Uralian dunite-clinopyroxenite-gabbroic massifs as indicators of time and conditions of the mantle-crustal rock integration. *Granulite and eclogite complexes in the Earth history. Materials of scientific conference*. Petrozavodsk, IG KarNC RAN, 179-181. (In Russian)
- Shteinberg D.S., Eremina M.V. (1963) New data on the Volkovsky deposit petrology. *Magmatism, metamorphism and metallogeny of the Urals*. Sverdlovsk, UF AN SSSR, 431-438. (In Russian)
- Vavra G., Gebauer D., Schmid R., Compston W. (1996) Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **122**, 337-358.
- Vorob'eva O.A., Samoilova N.V., Sveshnikova E.V. (1962) *Gabbro-piroksenit-dunitovyi poiyas Srednego Urala* [Gabbro-pyroxenite-dunite zone of the Middle Urals]. Moscow, USSR Academy of Sciences Publishing House, 318 p. (In Russian)
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes In: McKibbe M.A., Shanks W.C., Ridley W.I. (Eds.) *Reviews Econ. Geol.*, **7**, 1-35.
- Zoloyev K.K., Volchenko Yu.A., Koroteev V.A., Malakhov I.A., Mardirosoyan A.N., Khrypov B.H. (2001) *Platinometal'noe orudnenie v geologicheskikh kompleksakh Urala* [PGM mineralization in geological complexes of the Urals]. Ekaterinburg, UGSE Publishing House, 199 p. (In Russian)